

文章编号:1001-4810(2012)03-0253-06

# 四川黄龙降水氢、氧同位素对气候变化的指示意义

王海静,张金流,刘再华

(中国科学院地球化学研究所、环境地球化学国家重点实验室,贵州 贵阳 550002)

**摘要:**与全球大气降水线相比,黄龙大气降水线的斜率和常数项均较小,这与水滴在未饱和大气中降落时重同位素的蒸发富集作用有关,且反映了近几十年以来黄龙的气候有向暖干变化的趋势。降水稳定同位素的显著降水量效应说明黄龙降水的水汽主要来源于低纬度海洋。过剩氘的季节变化及降水氢、氧同位素的降水量效应反映了黄龙地区旱季受大陆性气团的影响,空气干燥,降水量小,因此蒸发强,重同位素的富集作用强,从而降水中稳定同位素比率高;在雨季,受来自海洋水汽的影响,空气湿润,降水量大,因此蒸发弱,重同位素的富集作用轻,从而降水中稳定同位素比率低。据此推测,降水量效应可能是不同水汽来源对降水稳定同位素影响的结果。黄龙的降水温度效应不显著,季风气候抑制和掩盖了温度效应。

**关键词:**降水;氢、氧同位素;过剩氘;气候变化;四川黄龙

**中图分类号:**P532;P641.3

**文献标识码:**A

## 0 引言

气候变化对环境的影响是持续而重要的。近年来,由于黄龙沟钙华沉积区地表水下渗增多等原因使钙华池或钙华滩流处水量有所减少或干涸,使钙华失去水的滋养而风化或变黑,景观价值降低。要防止黄龙钙华景观的退化,除了需要了解人为因素对景观的影响,还需要了解自然环境的演变,特别是气候变化的影响,以便采取相应的措施,从多方面多角度对景观进行保护,实现世界自然遗产地的可持续发展。另一方面,已有的研究表明钙华对环境的变化响应是非常敏感的,钙华中的同位素深受水中同位素变化的影响,而黄龙地区景观水体源于本地区的大气降水<sup>[1]</sup>,因此,研究黄龙地区降水同位素对气候变化的指示对于了解黄龙钙华的古环境重建意义非常有必要。

大气降水的氢、氧同位素组成是研究气候变化的重要资料,之前的研究中,很少有通过降水的同位素

变化来研究黄龙地区气候变化的,本文结合相关气象资料,探讨本研究区降水同位素对气候变化的指示意义。

## 1 研究区概况

黄龙国家级风景区地处 102°38'E~104°15'E, 32°05'N~33°09'N,位于四川省西北部阿坝藏族自治州松潘县境内,青藏高原东缘岷山主峰雪宝鼎东北侧,属高山峡谷区,是青藏高原东部边缘向四川盆地的过渡地带,距成都 300 余千米。黄龙主景区黄龙沟全长 3.5 km,南起望乡台(3 658 m),北至涪江河谷(3 080 m),沟内钙华南起流量达 50 L/s 的断层泉组,北至横切该沟的涪江,颜色呈黄色,形状似蛟龙,“黄龙”由此得名。两侧山坡是葱茏苍翠的落叶阔叶林和针叶林带,沟中谷底是金黄蜿蜒的钙华滩流,连接着三千四百多个千姿百态、色彩斑斓、错落有致

基金项目:中国科学院百人计划项目(编号:2006-067)和国家自然科学基金项目(编号:40872168)

第一作者简介:王海静(1980-),女,博士研究生,主要从事岩溶环境地球化学研究。E-mail: whj0707@sina.com。

通讯作者:刘再华(1963-),男,研究员,博士生导师。长期从事岩溶作用动力学与全球变化研究,近年来重点探讨钙华形成与景观保护和古气候环境重建问题。E-mail: liuzaihua@vip.gyig.ac.cn。

收稿日期:2012-03-09

的钙华彩池、钙华瀑布,素来享有“胜地仙境,人间瑶池”之美誉。气候上处于北亚热带湿润区与青藏高原—川西北湿润区界边缘。该区属于典型的高原温带—亚寒带季风气候,冬季漫长,年平均气温只有1.1℃,昼夜温差大,冬寒夏凉,年平均无霜期60天左右,有早霜、伏旱、低温、冰雹等灾害性气候。降雨量760 mm/a左右,且集中在5—9月份,约占全年降水量的70%。其余时间多为降雪,春涸夏盈,季节性很强。

## 2 研究方法

为建立黄龙地区的降水线并了解该地区降水的主要来源以及降水对当地气候变化的指示意义,本研究自2010年5月21日至11月2日先后取得了该地区不同季节的降水样40个,每次下雨前将预处理过的聚乙烯盆置于高处空旷位置,该场雨停后,立即用0.45 μm Millipore 醋酸纤维滤膜过滤,然后用提早在实验室已清洗干净的聚乙烯瓶装样,样品冷藏保存。所有样品均送中科院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室进行 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 分析。 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 均采用MAT-253测定,分析误差分别小于1‰和0.1‰(表1)。由于冬季大雪封山和生存条件的限制导致采样的间断,本研究缺少12月至次年4月的降

水数据。

## 3 结果与分析

### 3.1 黄龙地区的降水特征

以2010年为例,本区5—9月的降水量约占全年的69.5%,而冬季3个月的降水特别少,仅占全年的2.7%,尤其是1月,月降水量为0.2 mm。从春到冬4个季节,本区的降水总量分别占全年的比例为38.2%、38.2%、20.9%、2.7%,2010年黄龙地区春季降水比往年偏多,与夏季降水量接近,春季降水量多于秋季(图1)。冬夏季降水的差异很大,反映了本区冬干夏雨的季风气候特点,属于季风影响区域。

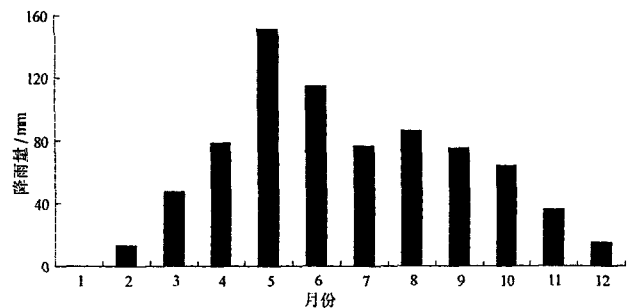


图1 2010年黄龙降水量月变化图

Fig. 1 Monthly variation in precipitation of Huanglong in 2010

表1 2010年黄龙降水 $\delta^{18}O$ 、 $\delta D$ 同位素分析数据

Tab. 1 Data of  $\delta^{18}O$  and  $\delta D$  in precipitation in Huanglong, 2010

时间	场雨量/mm	气温/℃	$\delta^{18}O$ /‰, SMOW	$\delta D$ /‰, SMOW	过剩氘 $d$ /‰
20100521	0.8	4.4	-8.197	-54.505	11.071
20100526	6.0	7.3	-12.037	-84.318	11.978
20100531	1.0	5.2	-13.740	-94.403	15.517
20100602	7.6	4.5	-19.991	-137.231	22.697
20100609	3.4	6.1	-11.533	-79.866	12.398
20100618	2.2	8.7	-6.053	-37.053	11.371
20100625	0.4	8.1	-6.800	-48.309	6.091
20100630	7.0	11.7	-13.973	-96.001	15.783
20100702	0.6	14.3	-10.033	-70.193	10.071
20100703	9.2	12.9	-12.067	-84.938	11.598
20100704	1.6	11.8	-10.629	-81.542	3.490
20100707	1.4	12.7	-6.475	-42.998	8.802
20100709	5.4	9.6	-11.223	-77.589	12.195
20100712	6.8	9.9	-10.178	-70.172	11.252
20100715	2.0	12.7	-11.524	-83.492	8.700
20100716	6.8	12.1	-13.843	-97.148	13.596
20100731	0.2	15.7	-10.607	-82.465	2.391
20100803	1.0	13.0	-13.538	-96.532	11.772
20100805	2.2	11.1	-13.370	-95.171	11.789

续表 1

时间	场雨量/mm	气温/℃	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}, \text{SMOW}$	$\delta\text{D}/\text{‰}, \text{SMOW}$	过剩氘 $d/\text{‰}$
20100813	1.6	12.2	-14.582	-103.279	13.377
20100816	0.2	12.1	-9.001	-61.782	10.226
20100818	0.6	11.1	-12.482	-84.973	14.883
20100822	0.2	8.2	-17.736	-133.543	8.345
20100825	3.8	10.1	-15.022	-104.645	15.531
20100830	11.2	9.0	-19.469	-138.903	16.849
20100901	6.0	7.7	-10.938	-71.955	15.549
20100908	7.2	6.5	-15.609	-112.833	12.039
20100921	4.0	10.5	-16.820	-117.600	16.960
20100922	2.6	7.9	-16.667	-116.722	16.614
20100925	13.8	4.2	-23.602	-167.147	21.669
20100927	1.4	5.0	-17.583	-126.015	14.649
20100930	0.4	5.6	-7.814	-54.159	8.353
20101001	9.4	4.1	-19.375	-134.891	20.109
20101011	0.2	4.1	-26.074	-189.986	18.606
20101013	6.4	4.4	-14.906	-102.973	16.275
20101018	2.4	4.8	-10.398	-63.729	19.455
20101019	2.0	4.6	-11.787	-72.676	21.620
20101024	2.8	3.0	-14.380	-93.173	21.867
20101028	1.6	-2.0	-14.195	-90.671	22.889
20101029	6.2	-0.9	-17.846	-114.923	27.845
20101102	4.0	-1.0	-17.564	-114.994	25.518

3.2 地区降水线及其指示的气候变化

在水循环过程中,同位素成分平行分馏作用使得全球大气降水中氢、氧同位素存在一定线性关系, Craig [2]把这个关系定义为全球大气降水线:  $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ 。这个关系式揭示在全球平均状况下,水汽在其源地非平衡蒸发以及水汽在凝结过程中平衡分馏条件下降水中稳定同位素比率  $\delta\text{D}$  与  $\delta^{18}\text{O}$  之间的对比关系[3]。大气降水线的斜率反映两类稳定同位素 D 和  $^{18}\text{O}$  分馏速率的对比关系,常数项指示氘对平衡状态的偏离程度[4]。由于从水汽源区到水滴降落,影响稳定同位素分馏的因子之间存在差异,因此各地大气降水线是不同的。从图 2 中可见黄龙地区的降水线与全球大气降水线有一定的偏离,与全球大气降水线相比,黄龙地区 2007—2010 年大气降水线的斜率 7.64 和常数项 6.17 均小于全球大气降水线。这与凝结物在未饱和大气中降落时重同位素的蒸发富集作用有关[5],应该是本地区空间上离海洋较远且海拔较高所致。已有研究结果表明:大气越干热,大气降水线的斜率越小,与此同时,大气降水线的截距,即常数项越小[5]。所以黄龙 2007—2010 年的降水线与 1988 年[6]相比,斜率和截距均有减小,指示气候有向暖干发展的趋势。周长艳等[7]的研究结果也表

明在 1959—2002 年 44 年来本区年降水量的变化总体呈减少趋势。就黄龙的温度变化趋势而言,我们选取了离黄龙景区近 50 km 的松潘县 20 世纪 50 年代至 21 世纪初的气象资料,资料显示松潘县年平均气温呈明显增高趋势[8](图 3),且有研究表明该增高趋势将继续保持下去[9]。

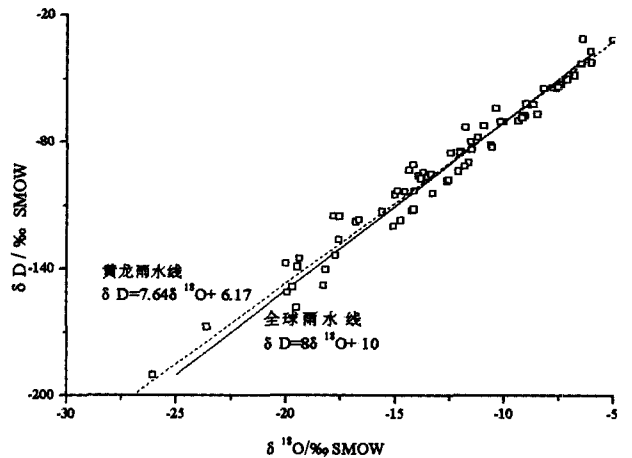


图 2 黄龙地区降水线与全球大气降水线对比图

Fig. 2 The difference between the meteoric water line in Huanglong and the global meteoric line

通过我们的研究对比发现:黄龙地区上游的地表水流量在逐渐增加,而泉水的流量则较为稳定(图4),也说明了气温的变化增加了地表融雪水的注入<sup>[10]</sup>。

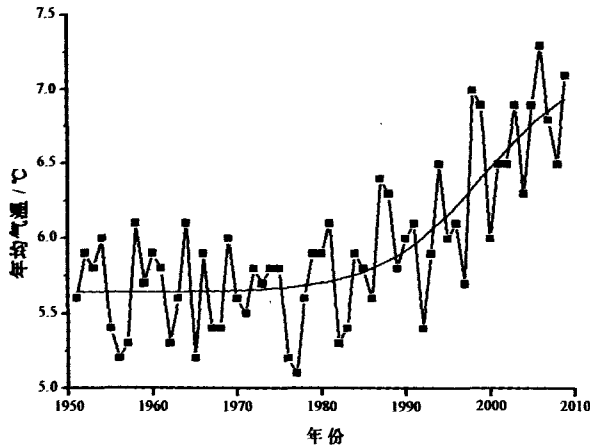


图3 松潘县年平均气温变化图<sup>[8]</sup>  
Fig. 3 Variation in annual average temperature in Songpan County

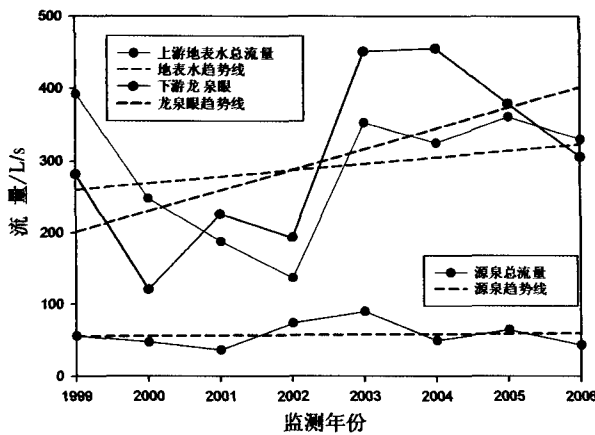


图4 黄龙源泉总流量、上游地表水总流量和下游龙泉流量多年变化趋势  
(据刘再华等,2009)

Fig. 4 Perennial variation trends of the total flow of the springs at the source of the Huanglong, the total surface runoff at the upstream and flow of the Longyan Spring at downstream(Liu Zaihua, 2009)

### 3.3 过剩氘及其指示意义

水在蒸发过程中的动力分馏使得氢、氧同位素的平行分馏被破坏,在 $\delta D$ 和 $\delta^{18}O$ 之间的关系中出现一个差值,Dansgaard(1964)<sup>[3]</sup>将其定义为过剩氘: $d = \delta D - 8\delta^{18}O$ 。卫克勤等<sup>[11]</sup>指出, $d$ 值反应形成降水过程的气团同位素组成,含有形成暖湿气团源区蒸发过程性质的重要信息,包括蒸发过程的平衡或不平衡状态和蒸发速率等。如果蒸发速率大,气候干旱,

风速大, $d$ 值也增大。并且随着水汽循环过程, $d$ 值也呈现季节变化。我国受季风影响的地区,冬、夏季风期间降水云团有不同的来源,反映在 $d$ 值上为冬季风期间普遍高于夏季风期间。例如广西桂林(1983—1985年)冬季风期间 $d$ 值为16.8%,而夏季风期间仅为10.5%,陕西延安等地6—9月平均 $d$ 值为7.3%,而10月至次年5月则为15.0%,黄龙地区降水的 $d$ 值的季节变化特征如图5。

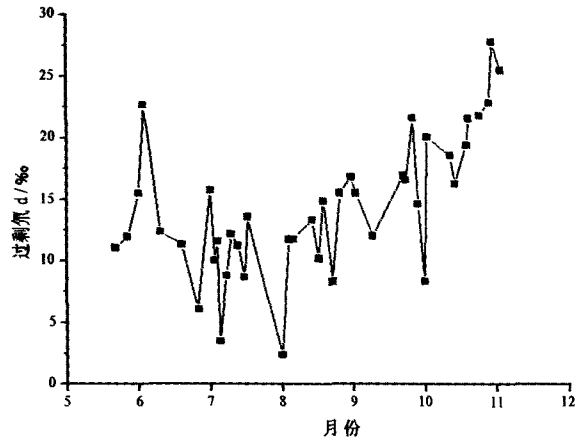


图5 2010年黄龙地区降水氘值的月变化图  
Fig. 5 The monthly variation in deuterium( $d$ ) in the precipitation in Huanglong,2010

从图中可以看出进入雨季后黄龙地区雨水中的 $d$ 值明显减小,表明在夏季风期间水汽源区的缓慢蒸发过程。而冬季 $d$ 值增大,反应冬季期间降水气团源区在不平衡条件下的快速蒸发过程。这说明黄龙地区冬、夏季风期间降水云团可能存在不同的源区。据周长艳等(2006),黄龙地区冬、春季的水汽主要来源于中纬度偏西风水汽输送,夏、秋主要来源于孟加拉湾和南海、西太平洋地区。这种差异和季风环流演变有密切的关系。6月份水汽主要来源于孟加拉湾和南海地区,孟加拉湾地区的贡献尤为显著。7月份本区位于季风槽的影响区内,同时还受到多重季风以及东移的西风槽等多种因素综合作用,因此7月份本区的降水量较多<sup>[12]</sup>。8月份西太平洋地区对应的副高脊线位于 $30^{\circ}N$ 附近,西伸脊点在 $120^{\circ}E$ 附近。8月份亚洲季风槽已经减弱、南撤,受其影响,黄龙地区的降水较7月份减少,直至11月份其影响继续减弱,本区的水汽则主要来源于中纬度的偏西风水汽输送。降水云团源区的转换也证明了黄龙地区冬、夏季风期间降水云团确实有不同的源区。

降水的水汽来源除了因不同季节而有变化外,还呈现出显著的年际变化。从1959年至2002年7月

份整层偏南风水汽在 100°~110°E 经度带上经向输送的时间-纬度变化图上<sup>[7]</sup>来看,南来季风携带的暖湿的水汽所到达的纬度在逐年南退,尤其是 1994 年以来,被输送到 30°N 附近的水汽量更是显著减少。夏季风水汽输送的这些变化影响了本区降水的发生。这个变化特征也可通过地区降水线的时间变化来得到体现(图 2)。

### 3.4 黄龙地区降水氧、氢同位素与降水量的关系

大气降水的平均同位素组成是空气湿度的函数,其差别主要是云团冷凝时遵循瑞利分馏过程所造成的,因此,雨水的同位素组成与当地的降水量存在一定的关系。“降水量”效应指降水中 δD 和 δ<sup>18</sup>O 与降

水量大小呈反相关关系。了解黄龙地区大气降水同位素组成的降雨量效应有助于我们了解黄龙地区降水量与地表溪流和钙华的稳定同位素组成的关系。对降水的同位素值和降水量的关系进行分析(如图 6),从图可看出黄龙降水的 δ<sup>18</sup>O、δD 与降水量 P 之间有着显著的负相关关系:

$$\delta^{18}\text{O} = -0.70P - 10.66, R = -0.59;$$

$$\delta\text{D} = -5.37P - 70.25, R = -0.64$$

相关系数的显著性水平 α 均小于 0.0001。

随着降水量的增大,降水的氧同位素由 -6.1 ‰ 减小到 -23.6 ‰;氢同位素由 -37 ‰ 减小到 -167 ‰(SMOW 标准)。

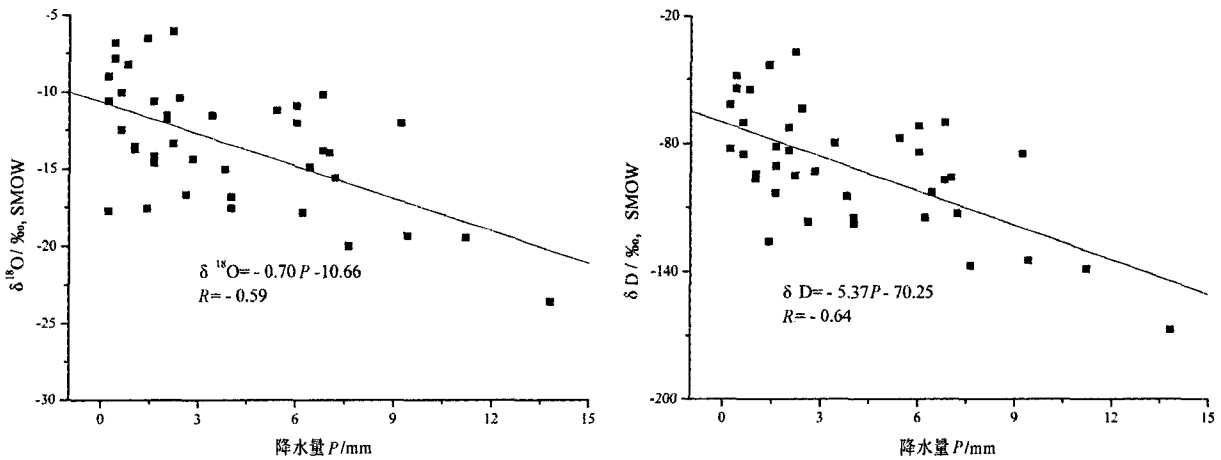


图 6 黄龙降水氢、氧同位素与降水量的关系图

Fig. 6 The relationship between the δ<sup>18</sup>O and δD isotopes in precipitation water and the amount of precipitation(P) in Huanglong

已有研究表明<sup>[11]</sup>,降水量效应往往出现在低纬度海洋与海岸地区,其产生与强对流天气的降水过程相联系。此外,青藏高原的夏季由于降水主要来自海洋性气团,故其氢氧同位素组成亦呈现出“降水量”效应。卫克勤等<sup>[11]</sup>指出我国受季风影响的地区,炎热夏季雨水的 δ 值偏低,而春季的 δ 值却偏高,这不仅仅是由于降水量效应造成的,更深层的原因主要为受到季风气候影响的缘故。基于上述讨论,我们认为产生黄龙地区“降水量效应”的原因主要是研究区域降水的水汽来源不同所致。

### 3.5 黄龙地区降水 δ<sup>18</sup>O 与气温变化的关系

在影响降水同位素组成的诸多要素中,温度被认为是与之关系最密切的<sup>[13]</sup>。气温越低,降水同位素的分馏系数 α 也越大,从而降水 δ<sup>18</sup>O 也越低。一般而言,温度效应主要出现在中、高纬度地区,且在两极表现得尤为明显<sup>[3]</sup>;另一方面,越深入大陆内部,其正相关关系越密切<sup>[14]</sup>。Rozanski<sup>[15]</sup>总结了北半球大部分内陆地区的降水 δ<sup>18</sup>O 值与当地气温的关系,均得

出呈正比的线性关系。黄龙地区大气降水的 δ<sup>18</sup>O 和日平均气温的关系如图 7。从图中发现二者具有正相关关系,但是相关性并不高(r=0.40),这表明黄龙地区大气降水同位素组成的温度效应不明显。郑淑蕙

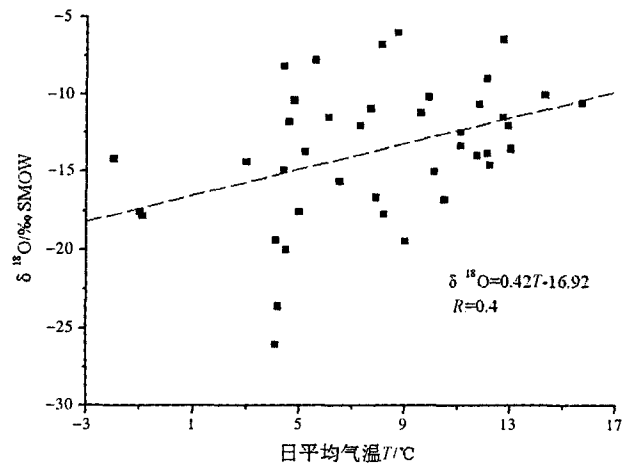


图 7 黄龙大气降水 δ<sup>18</sup>O 与日平均气温的关系

Fig. 7 The relationship between the precipitation δ<sup>18</sup>O and the average daily air temperature in Huanglong

等<sup>[16]</sup>对中国8个台站月平均温度与降水氢氧同位素研究表明,在研究台站中,仅纬度最高,年平均温度最低的新疆乌鲁木齐地区表现出降水同位素值的温度效应;在其它台站,温度效应为降水量效应所干扰而不能辨认。卫克勤等<sup>[11]</sup>指出在我国受季风影响的地区,降水的 $\delta$ 值夏季风期间偏低,而冬季风期间偏高,季风气候抑制和掩盖了温度效应。

#### 4 结 论

(1)由全球大气降水线和黄龙地区降水线的对比分析可知,黄龙地区由于位于内陆,降水相对于全球平均水平,其斜率和常数项略偏少,且气候有向暖干变化的趋势。

(2)通过对降水样品过剩氘的分析表明黄龙的降水水汽冬夏来自于不同的源区,夏季降水主要来源于空气湿润,水汽蒸发缓慢的海洋性气团。冬季降水的气团则主要受大陆内部气团的影响,由中纬度偏西风输送水汽,空气干燥,蒸发强。

(3)对降水量和降水中同位素的相关性分析发现,降水氧同位素与降水量有较好的线性负相关关系,这为进一步通过钙华的氧同位素数据重建古降水量信息提供了理论基础。黄龙地区“降水量效应”的原因主要是研究区域降水的水汽来源不同所致,黄龙地区降水的温度效应不显著,季风气候抑制和掩盖了温度效应。

#### 参 考 文 献

- [1] 郭建强,彭东,杨俊义. 松潘黄龙水循环及钙华景观成因研究[J]. 四川地质学报, 2002, 22(1):21-26.
- [2] Craig H. Isotopic variation waters[J]. Science, 1961, 133:1702-1703.
- [3] Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. [J] Tellus, 1964, 16: 436-468.
- [4] 章新平,孙维贞,刘晶森. 西南水汽通道上昆明站降水中的稳定同位素[J]. 长江流域资源与环境, 2005, 14(5):665-669.
- [5] 章新平,姚檀栋. 青藏高原东北地区现代降水中 $\delta D$ 与 $\delta^{18}O$ 的关系. 冰川冻土, 1996, 18(4):360-365.
- [6] 陈先,朱学稳,周绪纶. 黄龙风景区岩溶水及泉华沉积的同位素研究[J]. 中国岩溶, 1988, 7(3):209-212.
- [7] 周长艳,李跃清,彭俊. 九寨沟、黄龙风景区的降水特征及其变化[J]. 资源科学, 2006, 28(1):113-119.
- [8] 中国气象科学数据共享服务. <http://cdc.cma.gov.cn/shuju>.
- [9] 四川省气象科学研究所. 气候变化(大气环流)对九寨沟-黄龙核心景区水循环(降水)的作用研究报告[R]. 四川省气象科学研究所, 2006, 6.
- [10] 刘再华,田友萍,安德军,等. 世界自然遗产——四川黄龙钙华景观的形成与演化[J]. 地球学报, 2009, 30(6):841-847.
- [11] 卫克勤,林瑞芬. 论季风气候对我国雨水同位素组成的影响[J]. 地球化学, 1994, 23(1):33-46.
- [12] 徐裕华. 西南气候[M]. 北京:气象出版社, 2001:1-280.
- [13] Yapp C J. A model for the relationship between precipitation D/H ratios and precipitation intensity[J]. Geophys. Res., 1982, 87(C2):9614-9620.
- [14] 章新平,姚檀栋. 我国降水中 $\delta^{18}O$ 的分布特点[J]. 地理学报, 1998, 53(4):356-364.
- [15] Rozanski K, Araguas L, Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation[C]//Climatic Change in Continental Isotopic Records(ed. A. G. U.). Geophysical Monograph 78. 1993: 1-36.
- [16] 郑淑慧,侯发高,倪葆龄. 我国大气降水的氢氧同位素研究[J]. 科学通报, 1983, 13:801-806.

## Indications of the hydrogen and oxygen isotopes in precipitation for climate change in Huanglong, Sichuan

WANG Hai-jiang, ZHANG Jin-liu, LIU Zai-hua

(Institute of Geochemistry, CAS/State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Guiyang, Guizhou 550002, China)

**Abstract:** The slope and constant of the meteoric water line in Huanglong are both smaller than the global meteoric water line, which is related to the evaporation enrichment of heavy isotopes as raindrops fall in unsaturated atmosphere, and the climate in Huanglong has been getting warmer and drier in the recent decades. The notable amount effect of the isotopes in precipitation illustrates the vapor in Huanglong precipitation is mainly from low latitude ocean. The seasonal variation in the excess deuterium and the amount effect of the hydrogen and oxygen isotopes in precipitation reflect slight precipitation and strong evaporation and thus strong enrichment of heavy isotopes in dry season of Huanglong with the dry air for being influenced by continental air mass. It is influenced by low latitude marine vapor with moist air, heavy precipitation and slight evaporation in rainy season, so the enrichment of heavy isotopes is slight and the rainfall is characterized with low stable isotopic ratio. Therefore, it can be deduced that the amount effect of the isotopes in precipitation is resulted by the difference in vapor origin; the temperature effect is not notable in Huanglong where the monsoon climate effect restrained and covered up the temperature effect.

**Key words:** precipitation; hydrogen and oxygen isotopes; excessed deuterium; climate change; Huanglong, Sichuan

(编辑:韦复才)